doi:10.13866/j.azr.2018.05.05

银川平原水体氢氧同位素及主要水化学参数特征①

范广群[1]， 张德忠[1]， 张建明[1]， 桑文翠[2]， 赵力强[1]
（1. 兰州大学资源环境学院，甘肃 兰州 730000；2. 甘肃省地质环境监测院，甘肃 兰州 730000）

摘 要：运用环境同位素和水化学技术，通过现场测试和室内分析，研究了银川平原不同水体的氢、氧同位素和基本水化学参数特征，结果表明：银川平原各水体 $\delta^{18}O$、δD 值基本分布在当地降水线和黄河水 $\delta D-\delta^{18}O$ 关系线下方，由于湖水受到强烈的蒸发作用，与其他各地表水相比同位素组成明显偏正，但其氘盈余(负值)远低于全球降水线；同位素特征显示，地表水和地下水均接受黄河水补给，其中河水、渠水和部分地下水的同位素组成一致，表明地表水与地下水之间水力联系十分密切；研究区地下水 $\delta^{17}O-\delta^{18}O$ 拟合线〔$\ln(\delta^{17}O+1)=0.524\ \ln(\delta^{18}O+1)+0.000\ 94$〕和全球降水线〔$\ln(\delta^{17}O+1)=0.528\ \ln(\delta^{18}O+1)+0.000\ 33$〕相近，但 ^{17}O 盈余大于海水；银川平原各水体均呈碱性，水体的化学类型主要有 HCO_3-Na、$HCO_3-Ca\cdot Mg$，阳离子以 Na^+ 为主，阴离子以 HCO_3^- 为主。Gibbs 图显示各水体离子组成主要与岩石风化、蒸发结晶有关。

关键词：水体；氢、氧同位素；水化学；黄河水；^{17}O 盈余；银川平原

近年来，流域尺度地下水同位素的空间和时间变化规律与流域地表水、地下水相互作用的关系引起了人们的重视。Ma 等[1]利用同位素和地球化学特征分析了石羊河流域不同深度地下水的形成过程、补给方式及人类活动对其的影响；宋献方等[2-3]利用氢氧同位素特征及水化学特征，研究了怀沙河及潮白河流域内深层和浅层地下水的氢氧同位素和水化学组成的空间分布规律及演化趋势，揭示了流域地下水循环特征；焦艳军等[4]利用氢氧同位素和常规水化学离子特征，对济源盆地不同水体进行了分析，确定了各水体的补给源及相互联系，并计算了中层地下水的补给高程；汪敬忠等[5]利用同位素和水化学特征，对内蒙古河套平原地表水和地下水补给源进行了分析；张兵等[6]利用同位素和水化学技术，对三江平原不同水体进行了分析，确定了降水是地下水和地表水的主要补给源；杨巧凤等[7]运用水分子稳定同位素对海水和河水进行标记，研究它们之间的混合关系，并通过水文地球化学分解地表水化学成分的形成过程，对比其水文地球化学特征；Moussa 等[8]利用水化学技术，对突尼斯东北部的海岸平原进行了水化学类型分类，解释了地下水矿化过程，并运用同位素手段得到其主要补给源，分析了古现代水的混合过程；Adhikary 等[9]综合利用同位素和水化学方法，分析了影响新德里地下水化学成分的因素、污染源和污染程度，并以氯离子浓度为标准划定了人为和自然污染的界线以及地下水的更新能力；Carol 等[10]利用同位素和水化学方法，研究了 Samborombón 湾海岸平原的水化学过程、盐碱化的物质来源以及决定地下水水化学和同位素特征的主要影响因子。张俊等[11]测试分析了鄂尔多斯不同水体氢氧同位素组成，结果表明其潜水同位素值更为偏负，并阐明影响地下水氢氧同位素组成的原因。由此可见，同位素及水化学分析技术在水体时空变化研究中的重要作用。

银川平原是我国经济发展中受水资源制约最为严重的地区之一。在干旱化的气候变化背景下，人类活动的日益增加，导致地下水开采量逐渐加大，进而导致银川平原地下水位下降[12]。地下水资源的短缺和不合理利用，已成为制约银川地区经济可持续发展的主要因素。了解银川平原地表水和地下水的相互关系是合理用水、进行水资源开发和管理的基础。运用同位素及水化学分析技术，研究银川平原地下水体系的时空变化特征，为认知银川平原地下水系统提供了宝贵信息[13-16]。而准确掌握该地

① **收稿日期：**2018-01-15； **修订日期：**2018-03-15
基金项目：国家自然科学基金(41201197)；中央高校基本科研业务费专项基金(lzujbky-2014-211)资助
作者简介：范广群(1992-)，女，硕士研究生，地球系统科学专业
通讯作者：张建明. E-mail:jmzhang@lzu.edu.cn

区地下水的时空变化规律，需要对该区域地下水体系同位素及水化学指标进行系统的分析。据此，本文对银川平原内不同水体进行了氢氧同位素和水化学特征的分析测试，结合以往同位素和水化学资料，讨论了银川平原地表水的主要补给方式及地表水和地下水的相互联系，为银川平原水资源的利用提供参考。

1　研究区概况

银川平原位于宁夏北部(105°52′～106°54′E，37°43′～39°23′N)，由山前洪积倾斜平原、冲洪积平原、冲湖积平原、青铜峡冲积扇及苦水河三角洲组成，总面积7 280 km^2[17]。银川平原属于温带大陆性干旱气候，年太阳总辐射约为640.58 $kJ \cdot cm^{-2}$，年日照时数为2 000～3 000 h，年平均气温8～9 ℃，年降水量为200 mm左右，降水量季节分配不均，多集中在6—9月，12月降水量最少，年蒸发量1 400 mm左右，干旱威胁严重[18]。区内主要河流为黄河及其支流苦水河。黄河由青铜峡流入银川平原，沿平原东缘北流至石嘴山头道坎以下的麻黄沟出境，全长193 km[19]。银川平原利用的水资源主要由地下水和地表水两部分组成，其中地下水多开采第一承压水[20]，用于生活和工业，持续的开采已经造成地下水水位不断下降等环境问题；地表水主要引自黄河水，多数用于农田灌溉。

2　采样及分析方法

2016年7月对银川平原进行了实地考察，采集地下水样品35组，地表水样品44组；其中地表水包括湖水、河水、沟水、池塘水等。采样点分布见图1。采样现场用便携式水参仪－梅特勒－托利多多参数测试仪SG23测试了水体的pH、电导率、矿化度、氧化还原电位、水温等参数。水同位素分析测试由兰州大学资源环境学院同位素实验室的PICARRO L2140－i液态水水汽同位素分析仪完成，$\delta^{18}O$、δD、$\delta^{17}O$、$\Delta^{17}O$的测试误差分别小于0.025‰、0.1‰、0.025‰和0.015‰；测定结果以V-SMOW标准给出。水化学组成(Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}、K^+、HCO_3^-、SO_4^{2-}、Cl^-、NO_3^-)的分析测试由兰州大学分析测试中心ICS－1500离子色谱仪完成，测试误差小于5%。

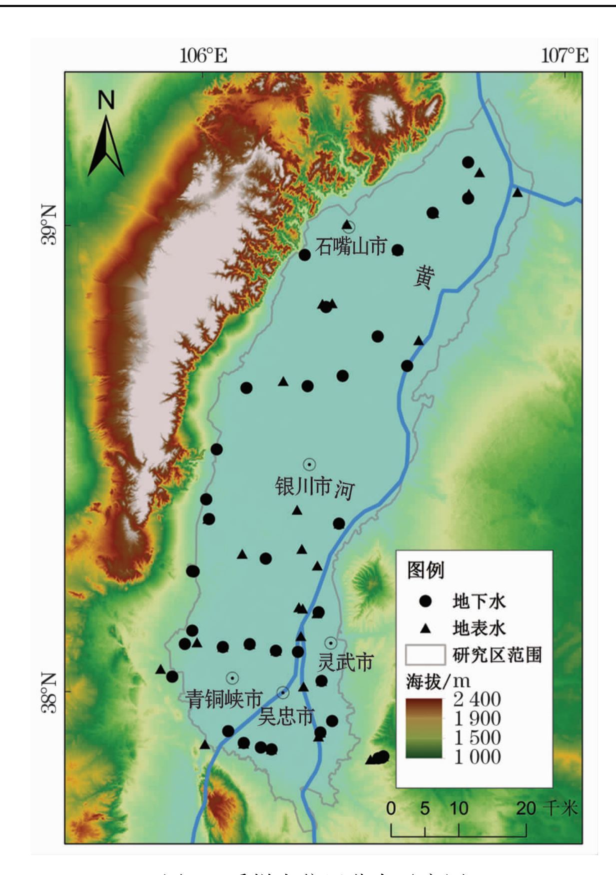


图1　采样点位置分布示意图

Fig. 1　Distribution of the sampling sites

3　结果与讨论

3.1　氢、氧同位素特征

3.1.1　测试结果　由表1可以得出：研究区河水、渠水的$\delta^{18}O$、δD值变化范围较小(河水：－10.93‰～－9.16‰，－73.76‰～－65.93‰；渠水：－10.91‰～－9.2‰，－75.86‰～－67.93‰)，湖水的变化范围(－7.37‰～0.59‰，－60.86‰～－17.12‰)较大。与其他各地表水相比，湖水的氢氧同位素明显偏正，$\delta^{18}O$、δD平均值(－2.33‰，－33.27‰)最大；池塘水(－6.01‰，－54.11‰)次之，渠水(－10.26‰，－72.15‰)最小。且过量氘均值河水(10.3‰)＞渠水(9.9‰)＞沟水(2.96‰)＞农田水(2.07‰)＞鱼塘水(－3.23‰)＞池塘水(－6.07‰)＞湖水(－14.64‰)，渠水和河水的过量氘值与全球大气降水线过量氘值接近，湖水的过量氘值明显小于10，表明蒸发作用强烈。地下水的$\delta^{18}O$、δD，过量氘均值分别是－10.25‰、－73.54‰和8.45‰；相较于地表水，地下水的同位素更为偏负；过量氘值略小于10‰，仅次于河水和渠水。各水体$\delta^{17}O$均值由

表 1　银川平原不同水体氢、氧同位素组成

Tab.1　Hydrogen and oxygen isotopic composition in watersin the Yinchuan Plain

水体类型	$\delta^{18}O$/‰ 范围	$\delta^{18}O$/‰ 均值	δD/‰ 范围	δD/‰ 均值	$\delta^{17}O$/‰ 范围	$\delta^{17}O$/‰ 均值	Δd/‰ 范围	Δd/‰ 均值	17Δ/Per meg 范围	17Δ/Per meg 均值
湖水	-7.4~0.6	-2.3	-60.9~-17.1	-33.3	-3.6~0.5	-0.9	-22.9~-1.9	-14.6	163.8~699.0	367.4
渠水	-10.9~-9.2	-10.3	-75.9~-67.9	-72.2	-5.6~-4.9	-5.3	5.7~11.7	9.9	-43.0~237.5	105.1
河水	-10.9~-9.2	-10.1	-73.8~-65.9	-70.3	-5.4~-4.7	-5.1	6.6~13.7	10.3	-90.8~415.1	196.9
沟水	-10.3~-3.4	-8.1	-71.9~-44.0	-61.9	-5.3~-2.0	-4.0	-16.8~10.6	3.0	2.0~542.9	261.1
池塘水	-10.3~-3.1	-6.0	-74.4~-40.2	-54.1	-5.1~-1.3	-2.9	-15.4~8.3	-6.1	10.0~549.4	306.0
鱼塘水	-8.5~-4.1	-6.3	-62.3~-44.9	-53.6	-4.0~-1.9	-3.0	-12.2~5.7	-3.2	221.0~467.0	344.0
农田水	-10.3~-4.8	-7.6	-69.9~-46.8	-58.4	-5.1~-2.0	-3.5	-8.7~12.8	2.1	416.2~501.4	458.3
地下水	-12.4~-6.0	-10.3	-91.1~-52.5	-73.5	-6.6~-3.0	-5.3	-4.4~16.9	8.5	-160.0~773.6	205.4

大到小依次为湖水(-0.89‰)、池塘水(-2.87‰)、鱼塘水(-2.99‰)、农田水(-3.54‰)、沟水(-4.03‰)、河水(-5.14‰)、地下水(-5.28‰)、渠水(-5.32‰);其中河水的变化范围(-5.41‰~-4.72‰)最小。^{17}O 盈余变化范围分别是湖水(163.83 Per meg ~699.04 Per meg)、渠水(-43.03 Per meg ~237.47 Per meg)、河水(-90.78 Per meg ~415.05 Per meg)、沟水(1.95 Per meg ~542.88 Per meg)、池塘水(10.03 Per meg ~549.36 Per meg)、鱼塘水(220.99 Per meg ~466.97 Per meg)、农田水(416.18 Per meg ~501.43 Per meg)、地下水(-159.99 Per meg ~773.56 per meg);地下水的 ^{17}O 盈余值变化最大,但平均值介于各地表水之间。

3.1.2　同位素组成及其指示意义　利用国际原子能机构[21](IAEA)监测的我国银川站 13 a(1988—2000 年)的降水同位素数据线性回归得出,其降水线方程:$\delta D = 7.22 \times \delta^{18}O + 5.5$ 与 Craig 和 Dansgaard[22-23]提出的全球雨水方程(GMWL):$\delta D = 8 \times \delta^{18}O + 10$ 相比,前者的斜率和截距明显小于后者(图 2),表明其蒸发作用强烈,这与银川平原地处西北干旱—半干旱地区有关;受温度效应、雨量效应、纬度效应等的影响,降水过程中氢、氧同位素发生强烈的同位素分馏,导致其大气降水线斜率低于全球大气降水线。根据 GNIP[21]提供的银川月平均气温、降水量及 $\delta^{18}O$ 值可以看出:1—6 月 $\delta^{18}O$ 值随着温度的升高逐渐偏正;7 月温度降低,降雨量增大,大气降水 $\delta^{18}O$ 值出现偏负,说明 7 月降水同位素值主要受雨量效应的控制;9—12 月,随着温度、雨量的降低,$\delta^{18}O$ 值逐渐偏负;通过线性回归分析得出 $\delta^{18}O$ 值与 1988—2000 年多年平均月降雨量、月平均温度的关系分别为:$P = 2.03 \times \delta^{18}O + 37.41$,$R^2 = 0.47$(图 3 虚线)、$T = 1.88 \times \delta^{18}O + 27.82$,$R^2 = 0.72$(图 3 实线),银川地区降水同位素与月均温度的季节变化关系具有更高的相关性,表现出较为显著的温度效应。

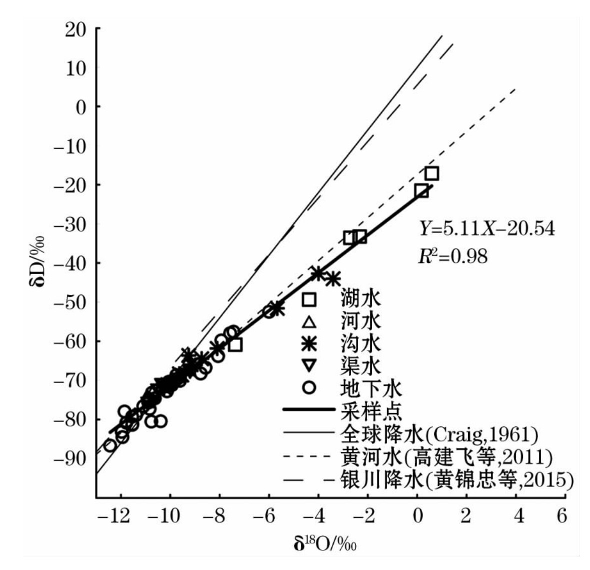


图 2　银川平原水体 $\delta D-\delta^{18}O$ 与雨水、黄河水对比

Fig. 2　Compared results of $\delta^{18}O$ and δD in waters, rainwater and Yellow River water in the Yinchuan Plain

根据前人的研究降雨量与降水氢氧同位素的值呈负相关关系,与本研究的结果相反。这是因为银川地区年降雨量少,且季节分配不均匀。多年平均数据表明,银川地区 6—9 月降水量是全年降水量的 64%,而 10 月至次年 5 月仅占 46%。由图 3c 明显看出:在 6—9 月,降雨量与降水同位素值呈负相关关系,相关性系数 $R^2 = 0.64$;温度与降水同位素值也表现出负相关,但相关性较差 $R^2 = 0.16$,主要是这一时期降雨量大,温度效应被雨量效应影响。在 10 月至次年 5 月,降雨量、温度都与降水同位素呈正相关关系。10月至次年5月降水少,蒸发大,降

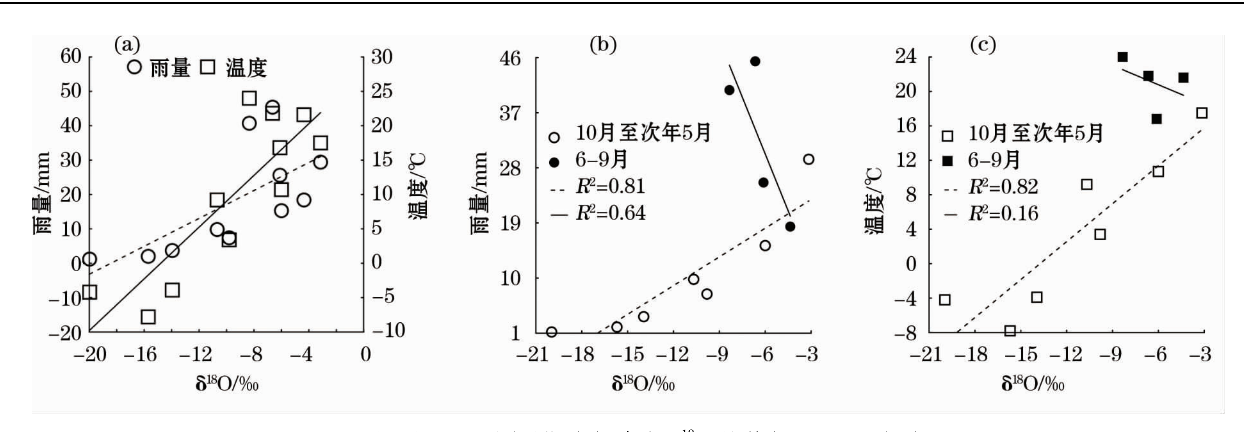


图3 银川地区不同时期多年降水 $\delta^{18}O$ 均值与雨量、温度关系

Fig. 3 Relationships between the monthly weighted mean $\delta^{18}O$ and precipitation and temperature

雨过程中发生了云下二次蒸发作用，使得氢氧同位素偏正。雨量效应被温度效应、云下蒸发作用掩盖。因此，研究区大气降水同位素的年变化规律受到不同季节季风进退带来的水汽源转换的影响，夏季偏正而冬季偏负。

银川平原渠水引自黄河水，各干渠基本与黄河平行展布。虽然渠水与黄河水同源，但引水后渠水的水文演化过程与黄河存在差异，而且渠水还有农田退水、生活排污等水体的汇入，故将渠水与黄河水分作两种水体进行讨论。银川平原位于黄河中上游，此段黄河水主要来自上游径流、降水、地下水排泄等。由于各来源水对黄河水补给的比率不同，从入境的青铜峡到出境的石嘴山，黄河水氢、氧同位素值也不同。上游灵武到下游石嘴山其 $\delta^{18}O$ 值变化范围：$-10.93‰\sim-10.04‰$；可以看出黄河流经银川平原后其同位素值较之前是偏正的。这和 Qian 等[24]的研究结果是一致的。湖水的同位素明显比其余各水体的同位素值偏正，且过量氘值远小于全球大气降水平均水平，表明其受蒸发作用最为强烈；湖水的蒸发线 $\delta D=5.35\times\delta^{18}O-20.89$，与 Qian 等[24]得出的湖水蒸发线 $\delta D=5.23\times\delta^{18}O-20.42$ 较为接近，但有一定差异；Qian 等的研究数据采集于2003年、2004年9月，本文数据采集于2016年7月，因此从斜率的差异可推测为2003年、2004年9月银川平原湖水蒸发比2016年7月更为强烈。排水沟水的 $\delta^{18}O$ 值变化范围是地表水（不包括湖水）、地下水中最大的，从图2可以看到，沟水的同位素值部分接近黄河水、部分接近地下水，还有部分接近大气降水；说明银川平原的排水沟水来源复杂。渠水同位素值变化范围最小，基本分布在黄河水氢、氧同位素线上（图2），说明其水源主要来自黄河水，且基本没有发生蒸发分馏作用。地下水的 $\delta^{18}O$ 值变化较大，与本研究区复杂的地貌有关，不同地貌单元地下水的补给源存在差异。

对采样点氢、氧同位素进行回归拟合，得出相应的蒸发线（图2粗线）：$\delta D=5.11\times\delta^{18}O-20.54$，与 Craig[22]全球雨水方程（GMWL）：$\delta D=8\times\delta^{18}O+10$ 和银川大气降水线方程：$\delta D=7.22\times\delta^{18}O+5.5$ 相比，本研究水样线性方程的斜率（5.11）明显小于后二者（8、7.22），但与高建飞等[25]得出的黄河流域上游黄河水 $\delta^{18}O$ 和 δD 关系的直线斜率（5.5）较为接近。尽管采样点均位于蒸发线附近，但明显分布于线的两侧；表明其有相似的水源特征，不同的分布位置则反映出受到不同程度的蒸发差异。湖水、渠水、河水明显分布在黄河水氢、氧同位素线两侧，湖水分布在图的右下方，同位素值最为偏正；渠水、河水的分布位置基本重合，位于左上方；反映了三者的主要补给源是黄河水，湖水的蒸发程度大。沟水和地下水一部分分布在银川地区降水线和黄河水氢、氧同位素线之间，一部分分布在黄河水线的下方；且沟水和地下水部分分布位置一致，表明除黄河水是沟水和地下水补给源外，其还有其他补给源。相似的位置分布特征也说明不同水体之间水力联系密切。由于不同水体蒸发强度不同，导致氢、氧同位素分异，从湖水到河水到沟水再到地下水，δD 和 $\delta^{18}O$ 有逐渐偏负的趋势。且除湖水外，其余各地表水体的 δD、$\delta^{18}O$ 值与地下水中 δD、$\delta^{18}O$ 值基本接近，表明地下水和地表水之间存在显著的水力联系。总体来说，银川平原采样点蒸发线基本位于银川地区降水线和黄河水拟合线之间，并与黄河水拟合线更为接近且存在交叉，说明银川地区水体主要受大气降水和黄河水补给，且在一定程度上受蒸发

作用影响。

3.1.3 ^{17}O 盈余分析　因水在环境中的迁移、转化过程中受多种环境因素的影响,而常规水同位素指标不可避免的具有多解性,从而对其环境气候指示意义的判读造成干扰[26-30]。Landais 和 Angert 等[31-32]研究表明,^{17}O 盈余不受温度影响,而与海洋大气的相对湿度显著负相关,对水分来源示踪具有重要的参考价值[33-42]。银川地区地下水水样的 $\delta^{17}O-\delta^{18}O$ 拟合线斜率(0.524)和全球降水线[41]的斜率(0.528)很接近(图 4),但截距略大于全球降水线(0.003 3、0.009 4),^{17}O 盈余介于 −159.99 ~ 419.04 Per meg 之间,均值为 140.62 Per meg;地表水水样的 $\delta^{17}O-\delta^{18}O$ 拟合线 $1\,000\times\ln(\delta^{17}O+1)=0.552\ln(\delta^{18}O+1)\times1\,000+0.44$,其斜率和截距都大于全球降水线(0.528、0.033),^{17}O 盈余介于 −90.78 ~ 699.04 Per meg 之间,均值为 248.45 Per meg。地表水和地下水的 ^{17}O 盈余远比海水的(通常为负)大。地表水与地下水过量 ^{17}O 呈现的不同规律,主要因为地表水的 $\delta^{17}O$、$\delta^{18}O$ 值受不同程度的蒸发作用及各地表水的复杂补给源影响变化范围较大,导致地表水过量 ^{17}O 值较地下水波动更大、更偏正。

3.2 水化学特征

银川平原各水体的化学成分见表 2。湖水的电导率均值 3 112.7 μS·cm^{-1};阳离子质量浓度由大到小依次为 Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}、K^+,均值是 470.8、106.6、100.2、12.7 mg·L^{-1};阴离子质量浓度由大

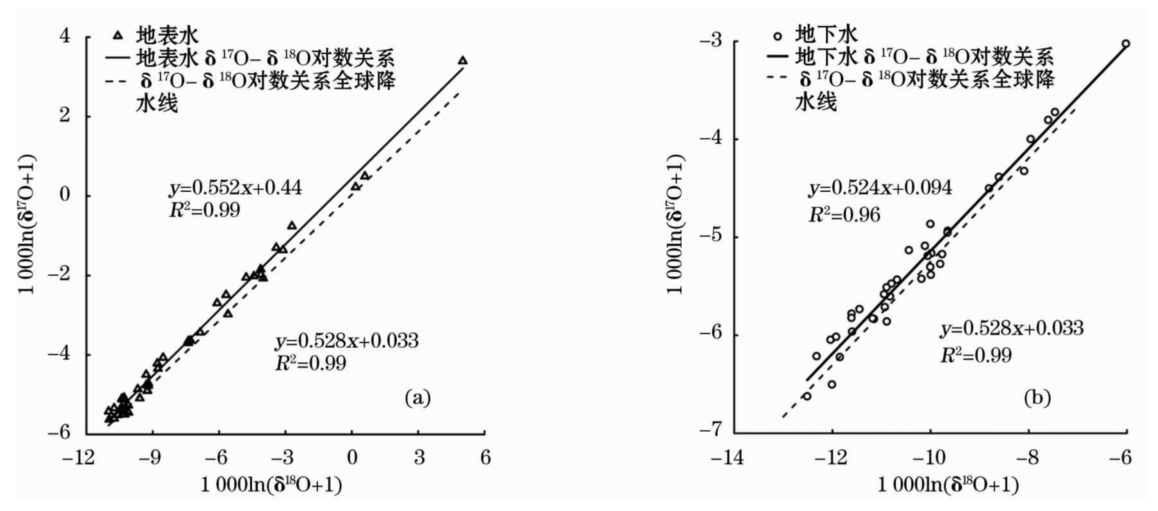


图 4　研究区水样 $\delta^{17}O-\delta^{18}O$ 对数关系线与全球降水线的对比

Fig. 4　Compared results of the logarithmic relationship of groundwater and surface water $1\,000\ln(\delta^{17}O+1)-1\,000\ln(\delta^{18}O+1)$

表 2　银川平原不同水体主要水化学成分

Tab. 2　Hydrochemical properties of water samples from the Yinchuan Plain

类型	特征值	水温 /°C	pH	TDS/ (mg·L^{-1})	EC/ (μS·cm^{-1})	ORP /mV	K^+ /(mg·L^{-1})	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-
湖水	最小值	24	7.8	656	1 313	−49	7	129	48	37	68	89	343
	最大值	28	8.0	2 890	5 790	−34	19	991	79	212	1 001	1 225	578
	平均值	26	7.9	1 556	3 113	−41	137	471	106	100	417	609	431
河水	最小值	21	7.7	452	904	−57	5	78	62	21	54	106	160
	最大值	25	8.2	1 746	3 490	−29	8	494	108	102	496	646	396
	平均值	23	7.9	679	932	−40	6	152	85	36	132	206	275
渠水	最小值	20	7.7	433	866	−66	5	75	67	20	9	3	292
	最大值	24	8.3	1 958	3 920	−30	9	459	117	98	499	588	502
	平均值	22	7.9	704	1 409	−44	6	144	88	35	118	154	398
沟水	最小值	16	7.7	411	821	−92	3	72	52	22	59	114	98
	最大值	30	8.8	4 840	9 690	−27	48	2181	246	180	1 544	2 004	2 662
	平均值	22	8.0	1 489	2 976	−46	14	536	83	65	372	459	714
地下水	最小值	14	7.1	309	617	−91	3	26	26	15	39	47	2
	最大值	26	8.7	2 160	4 320	−4	23	781	185	120	854	761	722
	平均值	17	7.9	963	1 924	−40	6	192	87	58	163	243	379

到小依次为 SO_4^{2-}、HCO_3^-、Cl^-，均值是 609.4、431.2、417.4 mg·L^{-1}；矿化度均值 1 555.5 mg·L^{-1}，属于弱矿化水；氧化还原电位均值 -41 mV。河水的电导率均值 931.6 μS·cm^{-1}；阳离子质量浓度由大到小依次为 Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}、K^+，均值是 151.9、85.6、36.4、6.4 mg·L^{-1}；阴离子质量浓度由大到小依次为 HCO_3^-、SO_4^{2-}、Cl^-，均值是 275.2、205.9、132.2 mg·L^{-1}；矿化度均值 679.3 mg·L^{-1}，属于淡水；氧化还原电位均值 -40.33 mV。渠水的电导率均值 1 408.5 μS·cm^{-1}；阳离子质量浓度由大到小依次为 Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}、K^+，均值是 143.9、87.9、34.8、6.4 mg·L^{-1}；阴离子质量浓度由大到小依次为 HCO_3^-、SO_4^{2-}、Cl^-，均值是 397.9、154、117.6 mg·L^{-1}；矿化度均值 703.7 mg·L^{-1}，属于淡水；氧化还原电位均值 -43.5 mV。沟水的电导率均值 2 976 μS·cm^{-1}；阳离子质量浓度由大到小依次为 Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}、K^+，均值分别为：536.5、82.6、65.2、13.6 mg·L^{-1}；阴离子质量浓度由大到小依次为 HCO_3^-、SO_4^{2-}、Cl^-，均值分别为：713.9、458.9、372.3 mg·L^{-1}；矿化度均值 1 488.7 mg·L^{-1}，属于弱矿化水；氧化还原电位均值 -46.2 mV。地下水的电导率均值 1 923.9 μS·cm^{-1}；阳离子质量浓度由大到小依次为 Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}、K^+，均值是 191.9、87.1、58.1、6.5 mg·L^{-1}；阴离子质量浓度由大到小依次为 HCO_3^-、SO_4^{2-}、Cl^-，均值是 379.2、242.7、163.5 mg·L^{-1}；矿化度均值 962.5 mg·L^{-1}，属于淡水；氧化还原电位均值 -39.9 mV。

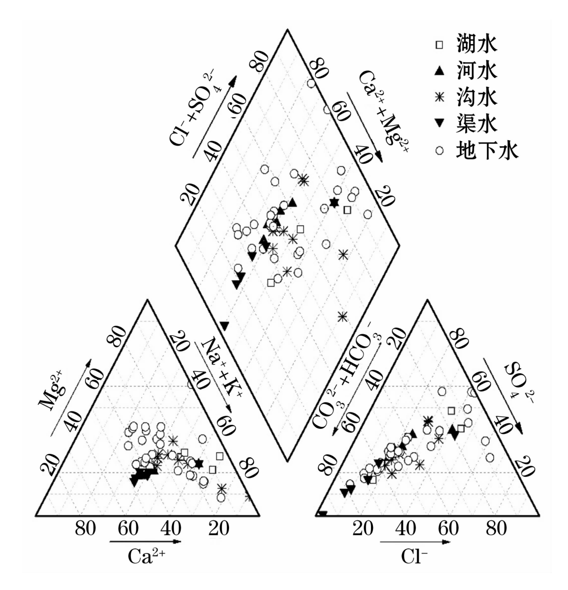


图 5　银川平原水样水化学 Piper 图

Fig. 5　Piper diagram of water samples from the Yinchuan Plain

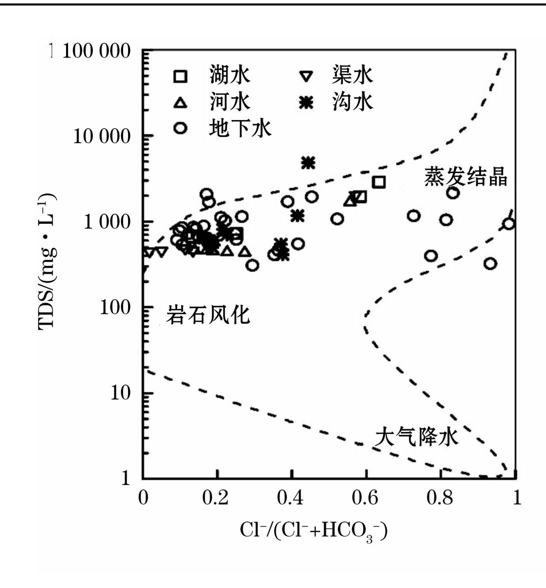
从表 2 中可以看出，地下水水均温最低，渠水次之，湖水最高；且各水体均呈碱性，并具有一定还原性。

银川平原水体主要离子 Piper 图[43]见图 5。湖水主要化学类型 $HCO_3 \cdot SO_4-Na$ 型，河水的主要类型 HCO_3-Na 型；沟水的化学类型主要有 $Cl \cdot SO_4-Na$、HCO_3-Na 型；渠水的化学类型是 HCO_3-Na、$HCO_3-Ca \cdot Mg$ 型。地下水化学类型较为复杂，主要是 HCO_3-Na、$HCO_3-Ca \cdot Mg$、$Cl-Na$ 型。水体水化学分析结果显示，电导率由大到小依次是湖水、沟水、地下水、渠水、河水；其中，湖水、沟水属于弱矿化水；剩余各水体均属于淡水；地下水的氧化还原电位最大，其余各水体相差不大。从各离子平均浓度可以看出，银川平原各水体的优势阳离子为 Na^+，其次是 Ca^{2+}、Mg^{2+}、K^+；湖水的优势阴离子是 SO_4^{2-}，其余各水体的优势阴离子是 HCO_3^-，其次是 SO_4^{2-} 和 Cl^-。研究区内河水、渠水离子类型在 Piper 图上呈带状分布，($Na^+ + K^+$) 与 ($Ca^{2+} + Mg^{2+}$) 的比值较为一致，而阴离子则表现出很大的离散性，河水阴离子 Cl^-、SO_4^{2-} 相较于渠水偏高；地下水的离子分布于河水、渠水带两侧，阳离子类型更为离散；沟水阴离子 (Cl^-、SO_4^{2-}) 与 (CO_3^{2-}、HCO_3^-) 之间的比例更为均衡，而 Na^+、K^+ 相对富集，应该是对污染及农田退水混入的指示；湖水相较于其他水体易溶盐更为富集，同时也具有更高的矿化度，是对蒸发及污染的指示。银川平原水体的水化学特征也表明了黄河水及渠水是研究区内各水体的主要补给来源，而青铜峡至石嘴山黄河水阴离子特征的显著变化，也说明银川平原的引灌、排泄系统对黄河水水质存在一定的影响。

3.3　水化学组分来源

Gibbs[44]通过对世界雨水、河水、湖泊等地表水水化学组分分析，利用 TDS - $Na^+/(Na^+ + Ca^{2+})$ 图和 TDS - $Cl^-/(Cl^- + HCO_3^-)$ 图，区别出天然水化学成分的 3 个主要来源，即大气降水控制型、岩石风化控制型、蒸发 - 结晶控制型。运用 Gibbs 图解法除了可以分析地表水离子来源，不少学者也用来研究地下水[45-47]。

将研究区的地表水和地下水的水化学数据投绘于 Gibbs 图中（图 6），所有水样都处于岩石风化作用和蒸发结晶作用控制带，远离降水控制带。湖水的 $Na^+/(Na^+ + Ca^{2+})$ 比值均大于 0.6，$Cl^-/(Cl^- + HCO_3^-)$ 比值在 0.1 ~ 0.6 之间；说明阳离子



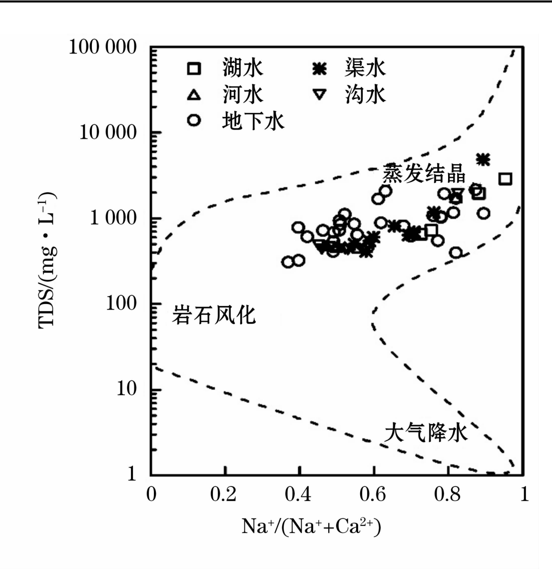


图 6　不同水体 Gibbs 图

Fig. 6　Gibbs diagram of water samples from the Yinchuan Plain

主要受蒸发结晶作用影响,阴离子受风化和蒸发作用共同影响;银川平原地处西北干旱-半干旱区,蒸发作用强烈,因此,湖水的离子成分主要来源于蒸发结晶,这与湖水的 $\delta^{18}O$、δD 值受强烈蒸发作用表现出的偏正的规律相吻合。河水和渠水在 Gibbs 图上的位置基本重合且相对集中,与前文中其 $\delta^{18}O$、δD 值分布规律相似,$Na^+/(Na^+ + Ca^{2+})$ 比值在 0.4～0.6 之间,$Cl^-/(Cl^- + HCO_3^-)$ 比值在 0.1～0.4 之间,处于岩石风化带和岩石风化、蒸发-结晶作用过渡带;其中位于金银滩农场的河水和渠水样 $Na^+/(Na^+ + Ca^{2+})$、$Cl^-/(Cl^- + HCO_3^-)$ 值偏高,可能是受到人类活动的影响。沟水和地下水的 $Na^+/(Na^+ + Ca^{2+})$ 比值均大于 0.4,沟水的 $Cl^-/(Cl^- + HCO_3^-)$ 比值在 0.1～0.5 之间,但地下水的 $Cl^-/(Cl^- + HCO_3^-)$ 比值在图中分布比较离散。沟水主要处在岩石风化和蒸发结晶作用过渡带。而地下水离子成分一部分来源于岩石风化作用,一部分来源于蒸发结晶作用,这与地下水所处的不同地貌单元有关;与地下水氢氧同位素值波动大具有一致性。银川平原各水体在 Gibbs 图上分布相对集中,表明不同水体的离子成分有相同的来源、补给源,且相互之间水力联系密切。

4　结 论

银川平原大气降水线斜率小于全球降水线,区域水体同位素组成均位于银川平原大气降水线右下方,指示了其显著的蒸发作用;河水、渠水、沟水和部分地下水的同位素组成基本一致,表明地表水与地下水之间水力联系比较密切。研究区的地下水 $\delta^{17}O-\delta^{18}O$ 拟合线和全球降水线(斜率和截距)很接近,^{17}O 盈余远大于海水,指示银川平原水体主要源自海洋气团。银川平原各水体电导率表现为:湖水>沟水>地下水>渠水>河水,水体的水化学类型主要有 HCO_3-Na、$HCO_3-Ca\cdot Mg$ 型,阳离子以 Na^+ 为主,阴离子以 HCO_3^- 为主。银川平原各水体离子组分基本来源于岩石风化和蒸发结晶。不同水体的同位素,水化学特征表明银川平原地表水、地下水水力联系十分密切。

致谢:感谢邓小波、徐梦群、董军在野外采样过程中的帮助。

参考文献(References):

[1] Ma J Z, Wang X S, Edmunds W M. The characteristics of groundwater resources and their changes under the impacts of human activity in the arid Northwest China: A case study of the Shiyang River Basin[J]. Journal of Arid Environments, 2005, 61(2): 277-295.

[2] 宋献方,李发东,于静洁,等. 基于氢氧同位素与水化学的潮白河流域地下水水循环特征[J]. 地理研究, 2007, 26(1): 12-20. [Song Xianfang, Li Fadong, Yu Jingjie, et al. Characteristics of groundwater cycle using deuterium, oxygen-18 and hydrochemistry in Chaobai River Basin[J]. Geographical Research, 2007, 26(1): 12-20.]

[3] 宋献方,刘相超,夏军,等. 基于环境同位素技术的怀沙河流域地表水和地下水转化关系研究[J]. 中国科学: D 辑, 2007, 37

(1):102－110.〔Song Xianfang, Liu Xiangchao, Xia Jun, et al. Conversional relationship between surface water and groundwater using environmental isotopes in Huaisha River Basin〔J〕. Science in China Press: D, 2007, 37(1):102－110.〕

〔4〕 焦艳军,王广才,崔霖峰,等. 济源盆地地表水和地下水的水化学及氢、氧同位素特征〔J〕. 环境化学,2014,33(6):962－968.〔Jiao Yanjun, Wang Guangcai, Cui Linfeng, et al. Characteristics of hydrochemistry and stable hydrogen, oxygen isotopes in surface water and groundwater in Jiyuan Basin〔J〕. Environmental Chemistry, 2014, 33(6):962－968.〕

〔5〕 汪敬忠,吴敬禄,曾海鳌,等. 内蒙古河套平原水体同位素及水化学特征〔J〕. 地球科学与环境学报,2013,35(4):104－112.〔Wang Jingzhong, Wu Jinglu, Zeng Haiao, et al. Isotopic and hydrochemical characteristics of water bodies in Hetao Plain, Inner Mongolia〔J〕. Journal of Geoscience and Environment, 2013, 35(4):104－112.〕

〔6〕 张兵,宋献方,张应华,等. 三江平原地表水与地下水氢氧同位素和水化学特征〔J〕. 水文,2014,38(2):38－43.〔Zhang Bing, Song Xianfang, Zhang Yinghua, et al. Hydrogen and oxygen isotope and hydrochemical characteristics of surface water and groundwater in Sanjiang Plain〔J〕. Hydrology, 2014, 34(2):38－43.〕

〔7〕 杨巧凤,王瑞久,徐素宁,等. 莱州湾白浪河河水和河口海水的水化学和氢氧稳定同位素特征〔J〕. 水文地质工程地质,2016,43(5):48－55.〔Yang Qiaofeng, Wang Ruijiu, Xu Suning, et al. Hydrological and hydrogen stable isotopic characteristics of water and estuarine in the Bailang River〔J〕. Hydrogeological Engineering Geology, 2016, 43(5):48－55.〕

〔8〕 Moussa A B, Zouari K, Marc V. Hydrochemical and isotope evidence of groundwater salinization processes on the coastal plain of Hammamet-Nabeul, North-Eastern Tunisia〔J〕. Physics & Chemistry of the Earth Parts, 2011, 36(5－6):167－178.

〔9〕 Adhikary P P, Chandrasekhran H, Dash C J, et al. Integrated isotopic and hydrochemical approach to identify and evaluate the source and extend of groundwater pollution in West Delhi, India〔J〕. Indian Journal of Soil Conservation, 2014, 42(1):17－28.

〔10〕 Carol E, Kruse E, Maspla J. Hydrochemical and isotopical evidence of ground water salinization processes on the coastal plain of Samborombón Bay, Argentina〔J〕. Journal of Hydrology, 2009, 365(3－4):335－345.

〔11〕 张俊,尹立河,马洪云,等. 鄂尔多斯高原潜水同位素特征及其成因分析〔J〕. 干旱区研究,2017,34(4):748－754.〔Zhang Jun, Yin Lihe, Ma Hongyun, et al. Isotope characteristics and genesis of dive in Ordos Plateau〔J〕. Journal of Arid Land Research, 2017, 34(4):748－754.〕

〔12〕 张钦,张黎. 银川平原主要水环境问题及其对策〔J〕. 地球科学与环境学报,2010,32(4):392－397.〔Zhang Qin, Zhang Li. General water environment problems and countermeasures in Yinchuan Plain〔J〕. Journal of Geoscience and Environment, 2010, 32(4):392－397.〕

〔13〕 苏小四,林学钰. 银川平原地下水循环及其可更新能力评价的同位素证据〔J〕. 资源科学,2004,26(2):29－35.〔Su Xiaosi, Lin Xueyu. Cycle pattern and renewablity evaluation of groundwater in Yinchuan Basin: Isotopic evidences〔J〕. Resources Science, 2004, 26(2):29－35.〕

〔14〕 Qian H, Li P, Wu J, et al. Isotopic characteristics of precipitation, surface and ground waters in the Yinchuan plain, Northwest China〔J〕. Environmental Earth Sciences, 2013, 70(1):57－70.

〔15〕 Hui Q, Peiyue L. Hydrochemical characteristics of groundwater in yinchuan plain and their control factors〔J〕. Asian Journal of Chemistry, 2011, 23(7):2 927－2 938.

〔16〕 Wang L, Hu F, Yin L, et al. Hydrochemical and isotopic study of groundwater in the Yinchuan plain, China〔J〕. Environmental Earth Sciences, 2013, 69(6):2 037－2 057.

〔17〕 王晓娟. 银川平原地下水化学成分演化规律及其形成机制研究〔D〕. 西安:长安大学,2005.〔Wang Xiaojuan. Study on Evolution and Formation of Chemical Composition of Grounderwater in Yinchuan Plain〔D〕. Xi'an: Chang'an University, 2005.〕

〔18〕 连珺. 银川平原地下水的环境同位素示踪〔D〕. 西安:长安大学,2007.〔Lian Jun. Environmental Isotope Tracing of Groundwater in Yinchuan Plain〔D〕. Xi'an: Chang'an University, 2007.〕

〔19〕 贾秀梅,孙继朝,陈玺,等. 银川平原承压水氢氧同位素组成与^{14}C年龄分布特征〔J〕. 现代地质,2009,23(1):15－22.〔Jia Xiumei, Sun Jichao, Chen Xi, et al. Distribution characteristics of hydrogen and oxygen isotopic compositions and ^{14}C ages in confined water of Yinchuan Plain〔J〕. Modern Geology, 2009, 23(1):15－22.〕

〔20〕 王文科,韩锦萍,赵彦琦,等. 银川平原水资源优化配置研究〔J〕. 资源科学,2004,26(2):36－45〔Wang Wenke, Han Jinping, Zhao Yanqi, et al. Optimal allocation of water resources in Yinchuan Plain〔J〕. Resource Science, 2004, 26(2):36－45.〕

〔21〕 IAEA/WMO. Global net work for isotopes in precipitation. The GNIP database.

〔22〕 Craig H. Isotopic variations in meteoric waters〔J〕. Science, 1961, 133(3 465):1 702－1 703.

〔23〕 Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation〔J〕. Tellus, 1964, 16(4):346－468.

〔24〕 Qian H, Li P, Wu J, et al. Isotopic characteristics of precipitation, surface and ground waters in the Yinchuan plain, Northwest China〔J〕. Environmental Earth Sciences, 2013, 70(1):57－70.

〔25〕 高建飞,丁悌平,罗续荣,等. 黄河水氢、氧同位素组成的空间变化特征及其环境意义〔J〕. 地质学报,2011,85(4):596－602.〔Gao Jianfei, Ding Tiping, Luo Xurong, et al. δD and $\delta^{18}O$ variations of water in the Yellow River and its environmental significance〔J〕. Acta Geologica Sinica, 2011, 85(4):596－602.〕

〔26〕 彭玲莉,李廷勇. 岩溶洞穴滴水环境监测研究进展〔J〕. 中国岩溶,2012,31(3):316－326.〔Peng Lingli, Li Tingyong. Research progress of monitoring for dripping water environment in karst caves〔J〕. China Karst, 2012, 31(3):316－326.〕

〔27〕 王建明,王建力,李廷勇. 洞穴石笋$\delta^{18}O$与$\delta^{13}C$气候意义研究〔J〕. 热带地理,2008,28(5):395－399.〔Wang Jianming, Wang

Jianli,Li Tingyong. The paleoclimatic significance of carbon and oxygen stable isotopes in speleothems〔J〕. Tropical Geography,2008,28(5):395 – 399.〕

〔28〕汪在聪,刘建明,刘红涛,等. 稳定同位素热液来源示踪的复杂性和多解性评述——以造山型金矿为例〔J〕. 岩石矿物学杂志,2010,29(5):577 – 590.〔Wang Zaicong,Liu Jianming,Liu Hongtao,et al. Complexity and uncertainty of tracing fluid sources by means of H-O,C,S,N isotope systems:A case study of orogenic lode deposits〔J〕. Journal of Rock and Mineral Resources,2010,29(5):577 – 590.〕

〔29〕石辉,刘世荣,赵晓广. 稳定性氢氧同位素在水分循环中的应用〔J〕. 水土保持学报,2003,17(2):163 – 166.〔Shi Hui,Liu Shirong,Zhao Xiaoguang. Application of stable hydrogen and oxygen isotope in water circulation〔J〕. Journal of Soil and Water Conservation,2003,17(2):163 – 166.〕

〔30〕马金珠,黄天明,丁贞玉,等. 同位素指示的巴丹吉林沙漠南缘地下水补给来源〔J〕. 地球科学进展,2007,22(9):922 – 930.〔Ma Jinzhu,Huang Tianming,Ding Zhenyu,et al. Environmental isotopes as the indicators of the groundwater recharge in the South Badain Jaran Desert〔J〕. Progress in Earth Science,2007,22(9):922 – 930.〕

〔31〕Landais A,Barkan E,Vimeux F,et al. Combined analysis of water stable isotopes($H_2{}^{16}O$,$H_2{}^{17}O$,$H_2{}^{18}O$,$HD^{16}O$) in ice cores〔J〕. Low Temperature Science,2009,68(Suppl.):315 – 327.

〔32〕Angert A,Cappa C D,DePaoloD J. Kinetic O^{17} effects in the hydrologic cycle:Indirect evidence and implications〔J〕. Geochimica et Cosmochimica Acta,2004,68(17):3 487 – 3 495.

〔33〕Li S,Levin N E,Chesson L A. Continental scale variation in ^{17}O-excess of meteoric waters in the United States〔J〕. Geochimica Et Cosmochimica Acta,2015,164(6):110 – 126.

〔34〕Clayton R N,Grossman L,Mayeda T K. A component of primitive nuclear composition in carbonaceous meteorites〔J〕. Science,1973,182(4 111):485 – 488.

〔35〕Miller M F. Isotopic fractionation and the quantification of ^{17}O anomalies in the oxygen three-isotope system:An appraisal and geochemical significance〔J〕. Geochimica Et Cosmochimica Acta,2002,66(11):1 881 – 1 889.

〔36〕Meijer H A J,Li W J. The use of electrolysis for accurate δ^{17}O and δ^{18}O isotope measurements in water〔J〕. Isotopes in Environmental and Health Studies,1998,34(4):349 – 369.

〔37〕Landwehr J M,Coplen T B,Stewart D W. Spatial,seasonal,and source variability in the stable oxygen and hydrogen isotopic composition of tap waters throughout the USA〔J〕. Hydrological Processes,2015,28(21):5 382 – 5 422.

〔38〕Schoenemann S W,Steig E J,Ding Q,et al. Triple water-isotopologue record from WAIS Divide,Antarctica:Controls on glacial-interglacial changes in ^{17}O-excess of precipitation〔J〕. Journal of Geophysical Research Atmospheres,2015,119(14):8 741 – 8 763.

〔39〕Winkler R,Landais A,Sodemann H,et al. Deglaciation records of ^{17}O-excess in East Antarctica:Reliable reconstruction of oceanic relative humidity from coastal sites〔J〕. Climate of the Past,2012,8(1):1 – 16.

〔40〕Affolter S,Häuselmann A D,Fleitmann D,et al. Triple isotope (δD,δ^{17}O,δ^{18}O) study on precipitation,drip water and speleothem fluid inclusions for a Western Central European cave(NW Switzerland)〔J〕. Quaternary Science Reviews,2015,1 279(1):73 – 89.

〔41〕Landais A,Barkan E,Yakir D,et al. The triple isotopic composition of oxygen in leaf water〔J〕. Geochimica Et Cosmochimica Acta,2006,70(16):4 105 – 4 115.

〔42〕Luz B,Barkan E. Variations of $^{17}O/^{16}O$ and $^{18}O/^{16}O$ in meteoric waters〔J〕. Geochimica et Cosmochimica Acta,2010,74(22):6 276 – 6 286.

〔43〕王瑞久. 三线图解及其水文地质解释〔J〕. 工程勘察,1983(6):6 – 11.〔Wang Ruijiu. Three-line diagram and its hydrogeological interpretation〔J〕. Engineering Investigation,1983(6):8 – 13.〕

〔44〕Gibbs R J. Mechanisms controlling world water chemistry〔J〕. Science,1970,170(3 962):1 088 – 1 090.

〔45〕朱秉启,杨小平. 塔克拉玛干沙漠天然水体的化学特征及其成因〔J〕. 科学通报,2007,52(13):1 561 – 1 566.〔Zhu Bingqi,Yang Xiaoping. Chemical characteristics and genesis of natural water body in Taklimakan Desert〔J〕. Chinese Science Bulletin,2007,52(13):1 561 – 1 566.〕

〔46〕李会亚,冯起,陈丽娟,等. 民勤绿洲灌区地下水水化学特征及其演化驱动机理〔J〕. 干旱区研究,2017,34(4):733 – 740.〔Li Huiya,Feng Qi,Chen Lijuan,et al. Groundwater hydrochemical characteristics and its evolution mechanism in the Minqin Oasis Irrigated Area〔J〕. Journal of Arid Land Research,2017,34(4):733 – 740.〕

〔47〕邵杰,李瑛,侯光才,等. 新疆伊犁河谷地下水循环演化特征〔J〕. 干旱区研究,2017,34(1):20 – 25.〔Shao Jie,Li Wei,Hou Guangcai,et al. Characteristics of groundwater cycle evolution in Yili Valley,Xinjiang〔J〕. Journal of Arid Land Research,2017,34(1):20 – 25.〕

Hydrogen and Oxygen Isotopes and Hydrochemical Parameters of Water Samples from the Yinchuan Plain

FAN Guang-qun[1], ZHANG De-zhong[1], ZHANG Jian-ming[1], SANG Wen-cui[2], ZHAO Li-qiang[1]

(1. *College of Resources and Environmental Sciences, Lanzhou University, Lanzhou* 730000, *Gansu China*;

2. *Gansu Province Institute of Geological Environment Monitoring, Lanzhou* 730000, *Gansu China*)

Abstract: Hydrochemical technology and environmental isotopes were used to analyze the hydrogen and oxygen isotopes and hydrochemical properties of water samples from the Yinchuan Plain. The research showed that the δD and $\delta^{18}O$ values of stream systems in the plain were distributed below the local meteoric water line (LMWL) and the δD-$\delta^{18}O$ relationship line of Yellow River water. Compared withotherkinds of surface water, the isotopic composition of lake water was more positive, and the d-excess (negative) was far lower than that of global meteoric water line (GMWL) due to the strong evaporation. According to the isotopic characteristics, both surface water and groundwater were rechargedby the Yellow River. The consistent isotopic composition of river water, canal water and groundwater indicated that the hydraulic connection between surface water and groundwater was very close. The correlation between $\delta^{17}O$ and $\delta^{18}O$ followed an equation of $\ln(\delta 17O+1)=0.524\ln(\delta 18O+1)+0.000\,94$, which was similar to the global meteoric water line $[\ln(\delta^{17}O+1)=0.528\ln(\delta^{18}O+1)+0.000\,33]$, but the ^{17}O-excess was higher than that of seawater. The waters in the Yinchuan Plain are alkaline. The conductivity of lake water was the highest, then that of groundwater, and that of river water was the lowest. The chemical types of the waters included mainly HCO_3-Na and HCO_3-Ca · Mg, and the main cation and anion were Na^+ and HCO_3^-, respectively. The Gibbs plot revealed that the chemical compositions of the water samples were mainly affected by rock weathering and evaporation. The hydrogen and oxygen isotopes and hydrochemical data indicated that the water hydraulic connection between surface water and groundwater was strong.

Key words: water body; hydrogen and oxygen isotope; hydrochemistry; Yellow River water; ^{17}O-excess; Yinchuan Plain